干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000－6060.2018.06.03

天山南坡科其喀尔冰川作用区 CO_2 通量观测研究①

王 建[1]， 丁永建[2]， 许 民[2]， 许君利[1,2]
（1 盐城师范学院城市与规划学院，江苏 盐城 224007； 2 中国科学院西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000）

摘 要：冰川融水径流的发育和形成过程中，存在大量水化学侵蚀，尤其是 K/Na 长石及碳酸盐的水解作用，可能消耗水体中 H^+，促使大气 CO_2 溶于水形成重碳酸盐，影响区域碳循环。2015 年 7 月 21 日至 2017 年 7 月 18 日选取相对平坦开阔的西天山科其喀尔冰川表碛物覆盖区，利用涡度相关法进行 CO_2 通量监测。结果表明：大气 CO_2 通量介于 $-17.99 \sim 3.59\ g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ 之间，平均值为 $-2.58\ g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$，说明研究区是一个显著的碳汇。净冰川区系统 CO_2 交换量主要受大气 CO_2 通量支配，但日内变化显著，白天因冰雪消融导致大气 CO_2 沉降于融水中促进区域水化学侵蚀，而夜间因太阳辐射减少，冰雪消融减弱甚至停止，抑制了区域 CO_2 沉降，甚至再生冰的形成引起溶解于液态水中的 CO_2 释放。净冰川区系统 CO_2 交换量与气温呈显著的负相关关系，即气温升高，大气 CO_2 沉降量增加；当降水量小于 8.8 mm 时，交换量随降水量变化不显著，而降水量大于 8.8 mm 时，CO_2 沉降量随降水量增加而减少。净冰川区系统 CO_2 交换量随日径流量的变率遵循：积雪消融期 > 积雪积累期 > 冰川消融前期 > 冰川消融后期 > 冰川消融峰期，意味着积雪消融存在时，系统 CO_2 交换量随日径流量变率较大，可能是因积雪本身的阻尼作用或积雪期水文通道不发育，积雪融水较冰川冰融水汇集相对较慢，为可溶性物质化学反应提供充分时间，增强了 CO_2 沉降。

关 键 词： CO_2 通量；涡度相关；径流量；科其喀尔冰川
中图分类号： P343.6 **文献标识码：**A **文章编号**

大气 CO_2 浓度从 20 世纪 60 年代以来已经上升 20%，它的升高可能是 21 世纪及将来全球变化及其影响的重要驱动因素之一。作为大气中 CO_2 的源/汇，陆地生态系统碳循环是全球碳循环中的重要环节，目前对农田和湿地开展 CO_2 交换（量）研究外，对极地[1]、高原生态系统[2-3]和森林草地生态系统[4-6]以及积雪区[7]等不同区域或下垫面也开展了一些 CO_2 通量研究。冰川作为陆地生态系统的重要组成部分，面积占全球陆地面积的 11%，其中内陆山地冰川作为全球变化响应的敏感区之一，仅我国西部塔里木盆地内陆流域就有现代冰川 14 285 条，面积 23 628.98 km²，冰川融水约占流域地表总径流量的 40%[8]。一方面，冰川冰内包裹大量气泡中存储了历史时期的 CO_2，因气候变化，可能释放到大气中，形成碳源；另一方面，大气—水—岩石之间 CO_2 交换是影响地表水化学侵蚀的关键因素之一，冰川融水径流的发育和形成过程中，存在大量水化学侵蚀，尤其是碳酸盐水解作用，可能消耗水体中 H^+，促使大气 CO_2 发生沉降而呈碳汇现象。因此，研究冰雪区 CO_2 浓度及通量变化不仅是碳循环研究的重要部分，也对评估冰川区融水水质及融水径流过程中化学侵蚀强度具有重要意义[9-10]。涡度系统观测 CO_2/H_2O 交换是目前最常用的方法，但限于冰川区复杂的地形，尤其是不稳定的冰面易导致仪器倾斜或摔倒损坏，冰川区 CO_2/H_2O 交换监测与研究较少。最近研究表明，涡度相关技术可以延伸到地形复杂的森林生态系统微量气体交换的研究中[11-14]，这使得利用涡度技术研究冰川区不同界面间能量平衡及 CO_2/H_2O 交换成为可能[7,15-16]。基于此，2015 年夏季在科其喀尔冰川运用开路涡度协方差测量系统进行定位监测 CO_2 浓度和通量，分析净冰川区系统 CO_2 交换量（*NGE*，正值为向大气释

① **收稿日期：**2018－08－15； **修订日期：**2018－10－24
基金项目：国家自然科学基金项目（41471060，41401084，41501073，41271078，41771087）
作者简介：王建（1975－），男，江苏东海人，博士，副教授，主要研究水资源与环境. E-mail：wjshuigong@163.com
通讯作者：许君利（1983－），女，江苏东海人，博士，副教授，主要从事冰冻圈遥感监测. E-mail：xujunli05@lzb.ac.cn

放 CO_2，负值为大气 CO_2 沉降，即 *NGE* 数值越小，意味着 CO_2 沉降越多）变化及其影响因素，为进一步研究冰雪融水水质变化和合理利用提供参考依据。

1　研究区概况与方法

1.1 研究区概况

新疆天山科其喀尔冰川位于西天山托木尔峰南坡，上限为科其喀尔峰，海拔 6 342 m，冰川作用正差超过 3 000 m，物质平衡线在海拔 4 550 ~ 4 700 m[17]，面积 82.89 km^2（其中消融区面积约 30.6 km^2，长度 19.0 km），占流域控制面积 118.12 km^2 的 70.2%，冰储量 15.79 km^3[18]。冰面上污化物和表碛物发育广泛，其中表碛物分布约占消融区总面积的 83%，但厚度分布差异较大，海拔 3 700 m 以上呈不连续分布，而末端厚度超过 2 m。区域老第三系泥岩、粉沙岩、沙砾岩在冰川侧脊垄、末端和冰面上第四系冰碛物中均有分布，流域海拔 3 400 m 以下区域还分布大量海相的陆源碎屑岩和碳酸岩[20]。冰川末端径流多年监测结果表明，科其喀尔冰川流域年均径流量约为 0.9×10^8 ~ 1.2×10^8 $m^3\cdot a^{-1}$，主要集中在暖季（5 ~ 10 月），约占全年的 94.5%[18-19]。

1.2　观测方法

2015 年 7 月 21 日至 2017 年 7 月 18 日选取相对平坦开阔的科其喀尔冰川具有表碛物覆盖的消融区（41°43′N，80°09′E，3 212 m）进行 CO_2 通量变化监测（图 1）。选取此观测点原因有两个：一是科其喀尔冰川消融区 83% 具有表碛物覆盖；二是观测点 0.72 m 厚表碛物有效减缓冰川消融，提供较为稳定的观测场地。如果选取冰川消融剧烈区进行监测，可能观测代表性更好，但动态的冰面会影响仪器稳定性，甚至因摔倒而损坏仪器。仪器采用开路涡度协方差观测系统（Open Path Eddy Covariance，OPEC），其中，三维超声风温仪（CSAT3，Campbell Scientific Inc.，USA（CSI））测量三维风速，开路 CO_2/H_2O 红外气体分析仪（IRGA）（Li－7500，LiCo-rInc，USA）测量 CO_2/H_2O 浓度脉动，HMP45 C 温湿度探头测量温度和相对湿度。通过数据采集器（CR1000，CSI，附加 16GCF 存储卡）自动采集并存储 10 Hz 原始数据，经在线虚温订正和空气密度脉动订正后，并按 30 min 计算平均值进行存储。为了消除/降低下垫面地形因素对涡度系统监测冰川作用区通量的影响，采用降低传感器测量高度，即观测有效面积来进行，因此，传感器安装高度为 2.0 m。同期除在营地气象观测场开展降水观测外，还利用环境梯度观测系统进行 2 m、4 m 和 10 m 高度风速、风向、温度、湿度观测，在 3.5 m 高度开展四分量辐射观测。

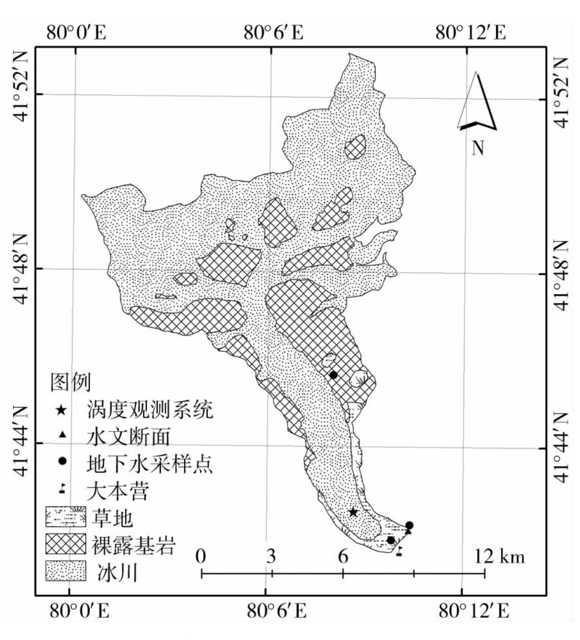


图 1　科其喀尔冰川冰面 CO_2 监测位置

Fig. 1　Map of CO_2 flux observation point and difference of underlying surfaces in the Koxkar glacier area

1.3　计算方法

依据涡度相关理论，校正的显热和潜热通量对 CO_2 通量影响后的 CO_2 通量公式为[14]，

$$F_{c-WPL}=\overline{w'\rho_c'}+\mu\frac{\overline{\rho_c}}{\overline{\rho_d}}\overline{w'\rho_v'}+\left(1+\mu\frac{\overline{\rho_v}}{\overline{\rho_d}}\right)\frac{\overline{\rho_c}}{\overline{T}}\overline{w'T_a'} \tag{1}$$

式中：F_{c-WPL} 为 *WPL* 修订项（$mg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$）；$T$ 和 T_a 分别为虚温（℃）和空气温度（℃）；w 为垂向风速（$m\cdot s^{-1}$）；μ 为干燥空气和水气分子质量之比；上横线表示单元数据平均；ρ_c、ρ_d 与 ρ_v 分别为 CO_2 气体密度、干燥空气与水气密度（$mg\cdot m^{-3}$）。

当大气层相对稳定或湍流混合作用较弱时，地表水体溶解或释放的 CO_2，不能达到仪器测定高度，在传感器以下形成聚积，则采用 BALDOCCHI 等提供的探头以下气层储存项（*Fs*）[14]计算方法：

$$F_s=\int_0^z\frac{\partial\overline{c}}{\partial t}dz=\frac{\Delta C(z)}{\Delta t}\Delta z \tag{2}$$

式中：Δz 为 CO_2 浓度测定高度；$\Delta C(z)$ 为观测高度

处的 CO_2 浓度变化($mg \cdot m^{-3}$);Δt 为采样周期(min)。

山地冰川作用区由于发育条件的限制,多分布于高海拔的山区,从标量物质守恒方程出发,考虑垂直和水平平流项一般占净交换量 5% 以下[11-14],且观测较为复杂,本文予以忽略。为此,科其喀尔冰川作用区的 *NGE* 为:

$$NGE = F_{c-WPL} + F_s \quad (3)$$

因天气异常及仪器本身的原因可能造成冰川作用区开路涡度相关观测系统的部分数据不合理,需要进行剔除[13,21]。经剔除后,观测期间有效数据占79.9%。对于数据中缺失部分的数据,缺失间隔 2 h 内的参考国际上通量插补方法[22-23],即线性内插进行插补;缺失时间超过 2 h 的,通过建立碳通量值(F_c)与环境因子之间的线性或非线性经验关系式进行插补,并以总辐射值 1 $W \cdot m^{-2}$ 划分昼夜[22]。经对比统计分析,科其喀尔冰川消融区白天碳通量缺失数据可以表示为:

$$F_c = 0.036\,4 \times \exp(-0.001\,4 \times S) - 0.025 \quad (4)$$

式中:S 为太阳总辐射($W \cdot m^{-2}$)。

夜间可以表示为:

$$F_c = -0.000\,9 \times T - 0.000\,6 \quad (5)$$

式中:T 为 2 m 处空气温度(℃)。

2 结果

2.1 气象和水文

观测期间(2015 年 7 月 21 日至 2017 年 7 月 18 日)水文断面附近自动气象站气温在 -21.2 ~ 21.7 ℃之间,平均为 0.7 ℃(图 2),冬半年(10 ~ 4 月)在内陆高压控制下,寒冷干燥,平均气温和相对湿度分别为 -5.2 ℃和 56.4%;暖季(5 ~ 9 月)受西风环流的影响,平均气温和相对湿度分别为 8.9 ℃和 60.1%。受区域地形的影响,近地层风向以为 SWW 为主,冷、暖季平均风速分别为 2.70 和 2.49 $m \cdot s^{-1}$;降水主要靠来自大西洋和北冰洋的潮湿气流补给[24],且以冰雹霰等固态降水为主,年均降水量为 605.4 mm,主要降水集中在 5 ~ 9 月,占 79.6% 左右,冷季降水量较少,占 20.4%。

2015 年 7 月 21 日至 2016 年 9 月 30 日采用 CampbellSR50A 传感器监测水文,并通过人工读数进行校正,结果表明,流域径流总量为 2.00×10^8 m^3,其中消融期 2016 年 6 ~ 8 月径流总量为 6.41×10^7 m^3,较同期韩海东等[25]计算 2008 年径流减少 18.34%,属于合理变化范围,这主要是因为同期气温偏低 0.21 ℃,符合度—日模型的模拟规律[26]。遗憾的是冷季(12 ~ 3 月)由于科其喀尔径流控制断面结冰,造成径流量观测误差较大,同时 2016 年 9 月后,由于断面损毁导致数据不连续。

2.2 大气 CO_2 浓度变化

科其喀尔表碛物分布区定点 CO_2 观测的日均浓度介于 305.27 ~ 548.90 $mg \cdot m^{-3}$ 之间,平均为 461.27 $mg \cdot m^{-3}$。区域 5 ~ 9 月消融季节大气 CO_2 平均浓度 469.39 $mg \cdot m^{-3}$,较冷季浓度 455.40 $mg \cdot m^{-3}$ 略高(图 2),但前者方差为 1 959.89,较后者方差 1 132.99 偏大,说明 CO_2 浓度变化较为剧烈,这主要是因为冬季在大陆高压控制下空气湍流较弱,较低的气温和匮乏的液态水抑制了没收大气 CO_2 能力;暖季在西风环流控制下[8],区域降水频繁及冰川消融的不稳定导致气—冰(液)界面溶解和参与物质交换的 CO_2 量不稳定,尤其是雪冰消融过渡季节的 4 ~ 5 月与 9 ~ 11 月,其次,过渡季节大气 CO_2 浓度除了受冰川冰消融影响外,还受季节性积

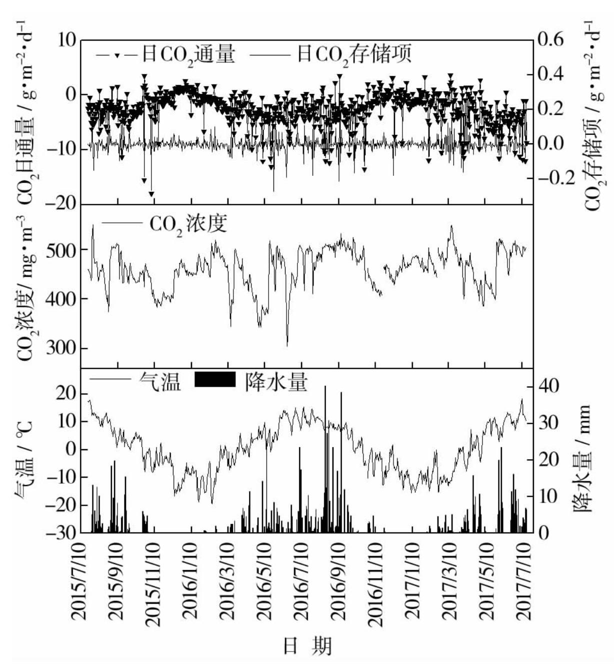


图 2 观测期间科其喀尔冰川区 CO_2 浓度、日通量、日存储项、气温和降水量变化

Fig. 2 Daily change in concentration, fluxes, storage of CO_2, temperatureand precipitation in the Koxkar glacier area from 2015 to 2017

雪消融没收大气 CO_2 的影响[7,27-28],区别于6~8月因冰川消融及降水等因素导致的 CO_2 浓度剧烈变化。

2.3　大气 CO_2 通量变化

科其喀尔冰川作用区 CO_2 通量观测结果介于 $-17.99\sim3.59\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$ 之间,平均为 $-2.58\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$,远高于南极 Amundsen 海的海冰分布区没收的大气 CO_2 通量 $-15.9\ mmol\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$(即 $0.70\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$)[29],更远高于海气界面的年 CO_2 没收量 $-1.0\sim-2.4\ mmol\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$(即 $-0.044\sim0.106\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$)[30],类似于中欧湿地区的年 CO_2 没收量 $-560\sim-980\ g\cdot m^{-2}\cdot a^{-1}$(即 $-1.53\sim2.68\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$)[4],总体呈现为没收大气 CO_2。其中暖季节(5~9月)CO_2 通量平均为 $-3.83\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$,冷季 CO_2 通量平均为 $-1.69\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$,类似于具有植被尤其是农田的下垫面 CO_2 通量季节性变化规律[31],但后者冷季,尤其是12~1月份因植被或土壤的呼吸作用,可能表现为显著的碳源现象,如内蒙古大兴安岭森林生态系统国家野外科学观测研究站的兴安落叶松原始林[5]和长白山的落叶阔叶林[32]试验区。冰川表碛分布区几乎为裸地,没有植被或土壤的呼吸作用,但冷季积雪的冻融作用和渗侵冻结作用在一定程度上可以促使冰面上表碛物或污化物内可溶性物质发生反应,导致研究区仍表现为没收大气 CO_2 的现象[7,28];而暖季受冰川融水量、表碛物内可溶性物质的量及反应时间等因素影响,大气 CO_2 没收强度比冷季高1.27倍。

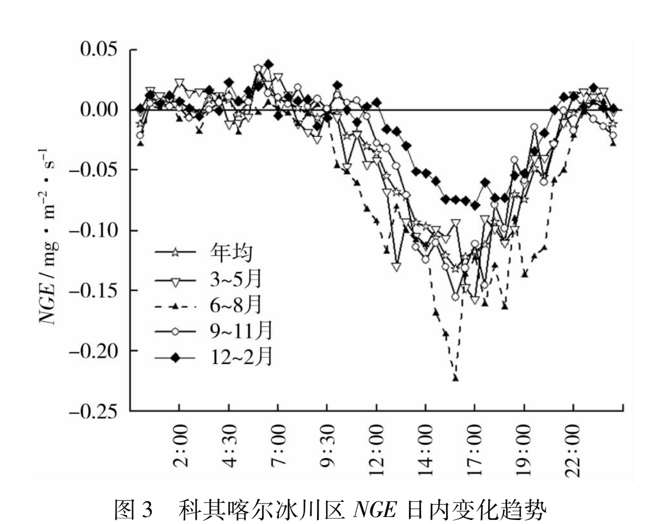


图3　科其喀尔冰川区 *NGE* 日内变化趋势

Fig. 3　Variations of the *NGE* at different glacier melting periods of time

另外,表碛物区 *NGE* 日内变化显著,白天因冰雪消融导致大气 CO_2 沉降于融水中促进区域水化学侵蚀,*NGE* 年均峰值约出现在16:00,达 $-0.13\ mg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$,如图3,一般滞后气温峰值2~3 h左右。积雪消融期(3~5月)*NGE* 呈现双峰现象,即13:00 h 和 17:00 h 的 *NGE* 分别达到 -0.13 和 $-0.16\ mg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$,前者峰值可能是积雪融化淋溶过程中,促使大气 CO_2 溶于液态水,且可溶性物质发生化学反应而没收大气 CO_2;后者峰值可能是由于融水在重力作用下富集于冰川表面污化层/表碛物界面上,促进水化学侵蚀而没收 CO_2。对比而言,积雪消融期 *NGE* 比积雪积累季(9~11月)高10.56%,但整体趋势基本一致。而夜间因太阳辐射减少,冰雪消融减弱甚至停止,抑制了区域 CO_2 沉降,甚至再生冰的形成促使溶解于液态水中 CO_2 释放,这种现象在全年夜间均可能出现,平均占年 *NGE* 的8.05%,尤其在1月份,占白天 *NGE* 的65.82%。冰川消融期(6~8月)*NGE* 高出年均值74.50%,夜间因气温降低导致液态水体中释放 CO_2 量仅是白天大气 CO_2 沉降量的2.53%。消融期在16~19 h之间的降水频次占夏季降水的37.5%,降水量占58.68%,因云量增加或降水事件的发生,降低了区域气温而抑制冰川融水的形成,间接减少 *NGE*,也导致夏季日内 *NGE* 在16:00以后波动剧烈,这种现象区别于非冰川区降水增加而增强地表水化学侵蚀强度,促进大气 CO_2 沉降[33]。冬季(12~2月)*NGE* 平均仅为夏季的24.38%,但冰雪消融基本停滞,可能是白天短暂的太阳辐射引起积雪表面消融再冻结过程中,积雪层内可溶性物质淋溶过程的水化学反应引起 CO_2 沉降,如方程(6)。

$$CaCO_3+CO_2+H_2O\rightarrow Ca^{2+}+2HCO_3^- \quad (6)$$

2.4　CO_2 存储量

科其喀尔冰川表碛区大气 CO_2 存储量日变化如图2,日均值介于 $-0.27\sim0.29\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$ 之间,平均为 $1.17\times10^{-4}\ g\cdot m^{-2}\cdot d^{-1}$,平均占 *NGE* 不足1%,远低于草地、森林或湿地生态系统 CO_2 存储量占净生态系统通量的比例[4,28]。造成冰川区存储项较小的主要是因为:(1)仪器仅架设在表碛物表面2.0 m处,较小的空间限制了 CO_2 存储;(2)可能是随冰川运动的表碛物不稳定,较大的孔隙度在一定程度上降低了表碛物对 CO_2 的存储功

能;(3)相对于森林[32]、草地、湿地[4]等区域,也可能因贫瘠的表碛区缺乏植被或微生物呼吸作用所致。

3 分析与讨论

3.1 地表粗糙度的影响

在夜间稳定层结下,冰川表碛上的降温速度较快,近地层空气的机械湍流和热力湍流作用减小,空气动力学粗糙度仅为 0.003 m[34];白天不稳定条件下表碛吸收太阳辐射升温迅速,近地层空气的热力湍流和机械湍流作用相对较强,也就是由地表几何粗糙度引起的机械湍流的加强,导致地表变得更加粗糙[34-35]。科其喀尔冰川消融区夜间摩擦风速 > 0.8 $m\cdot s^{-1}$和白天摩擦风速 > 0.6 $m\cdot s^{-1}$的强湍流条件下,大气 CO_2 通量趋于 0(图 4),这一结果与张弥[32]等研究长白山阔叶红松林和 AUBINET [36]研究欧洲森林站点结果类似,可能是冰川表碛物表面地形相对较复杂,类似于森林冠层的原因。

当夜间摩擦风速 < 0.8 $m\cdot s^{-1}$和白天摩擦风速 < 0.6 $m\cdot s^{-1}$时,湍流强度逐渐减弱时,CO_2 通量受气温及表碛物内 CO_2 释放等因素影响,波动较大,但 75.24% 集中在 ±0.2 $mg\cdot m^{-2}\cdot s^{-1}$之间,区别于森林生态系统的大气 CO_2 通量随时间的变化[32]。

3.2 气温和降水的影响

2015—2017 年科其喀尔表碛区 *NGE* 与气温整体变化趋势相反,且存在显著的季节性差异(图 2)。进一步分析 *NGE* 与气温的关系如,二者呈显著的负相关关系,图 5a,且通过 *sig* < 0.01 的显著性检验,即气温升高,冰雪消融加剧水化学反应强烈,导致 *NGE* 数值减小,加速大气 CO_2 沉降。

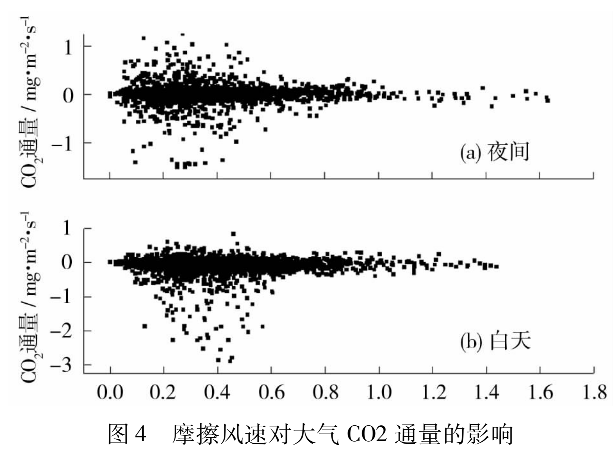


图 4 摩擦风速对大气 CO2 通量的影响

Fig. 4 Variations of the CO_2 fluxes influenced by friction velocity

降水发生日 CO_2 浓度因降水洗刷大气中气溶胶和 CO_2,导致大气 CO_2 浓度降低,CO_2 通量值增大,呈暂时性地没收 CO_2 减小的现象(图 2),但 *NGE* 与降水量之间整体关系并不明显,如图 5(b)。在降水量 < 8.8 mm 时,*NGE* 随降水量变化不显著,这可能因科其喀尔有效降水多集中在 16 ~ 19 h,且 68.2% 的降水过程持续时间仅在 1 ~ 2 h 之内,时间占比不足平均 10%,少量的降水及固态降水相变引起区域温度暂时性地降低平均不足 0.16 ℃,为此,对冰川消融强度及水化学侵蚀量影响相对较弱,限制了降水量对 *NGE* 的影响;另一方面,降水过程中水体冲刷大气中的气溶胶同时,溶解的大气 CO_2 随之可能参与地表可溶性物质水化学反应,虽然在一定程度抑制或影响科其喀尔消融区 *NGE* 变化,但因降水较少或降水持续时间较短,影响效果不显著。

观测期间降水量 > 8.8 mm 仅有 34 d。*NGE* 与降水量指数回归方程见图 5b,校正的 R^2 为 0.42,如采用线性回归,R^2 为 0.27,二者虽有差异,但 *NGE* 数值整体上随降水量增加而增大,这不仅归因于降水量大,且降水持续时间较长,甚至 24 h 持续降水引起区域温度比前 1 日平均降低达 0.92 ℃,如 2015 年 8 月 5 日降水 13.2 mm,降温为 1.5 ℃,2016 年 9 月 13 日的降水 39.0 mm,降温为 1.4 ℃,2017 年 6 月 1 日降水 19.2 mm,降温 1.9 ℃,导致冰雪消融减少,促使区域水化学侵蚀减弱,气液界面 CO_2 沉降减小;另一方面,降水中携带大量溶解的 CO_2 参与地表水化学反应而抑制了 CO_2 沉降,甚至可能

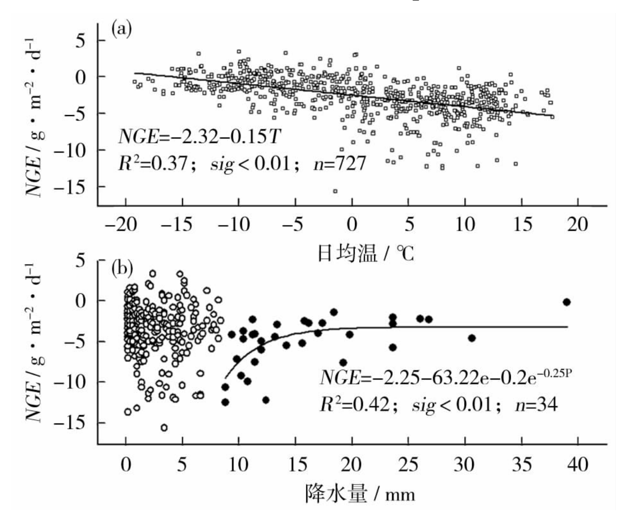


图 5 科其喀尔冰川作用区日均温和日降水量对 *NGE* 的影响

Fig. 5 Variations of the *NGE* influenced by daily air temperature and precipitation

出现溶解的 CO_2 因蒸发或冰面冻结作用,释放到大气中。

3.4　径流(量)对 *NGE* 的影响

科其喀尔冰川区径流总量与 *NGE* 之间并无显著关系,这不仅是 *NGE* 变化受多因子影响,径流的水量来源的复杂性也是引起区域水体物理化学变化,进而影响 *NGE* 的重要影响因素,意味着:(1)冰川消融和 *NGE* 均是气温、降水、辐射等多因素作用结果,但 *NGE* 还受冰川消融量、水化学反应类型和强度等因素的影响。(2)大气 CO_2 是一开放性系统,其水气介面通量变化不仅受到水化学反应与侵蚀介质(冰川融水量)的控制,还受 CO_2 溶解度,水化学反应类型和强度,甚至碳循环的影响。冰川区水化学侵蚀强度较为复杂,涉及 CO_2 反应的有碳酸盐水解,Na、K 长石水解等,但区域硫化物氧化产生的 H^+,如方程(7),也可以抑制 CO_2 沉降[19]。(3)冰内与冰下消融及产汇流过程复杂且与外界 CO_2 交换受到限制,亦可在一定程度抑制化学侵蚀及 CO_2 沉降。(4)冰川区表碛物不仅对冰川消融产生影响,其孔隙度、水分含量及化学物质组成可能导致水化学反应类型和强度发生变化而影响 *NGE* 等。

$$4FeS_2 + 15O_2 + 8H_2O \rightarrow 2Fe_2O_3 + 8SO_4^{2-} + 16H^+ \quad (7)$$

进一步分析逐月无降水日的日径流量与 *NGE* 的关系,结果表明二者之间负相关关系明显,如图6。其中积雪消融期(4～5 月)的日径流量最小,平均为 $1.8 \pm 0.24\ m^3 \cdot s^{-1}$,但 *NGE* 随日径流量的变率最大,为 -10.437(表 1);积雪积累期(10～11 月)日径流量为 $3.10 \pm 0.56\ m^3 \cdot s^{-1}$,变率为 -3.072;冰川消融前期(6 月)日径流量为 $3.76 \pm 1.89\ m^3 \cdot s^{-1}$,变率为 $-1.316\ 5$;冰川消融后期(8～9 月)日径流量为 $7.08 \pm 4.33\ m^3 \cdot s^{-1}$,变率为 $-1.212\ 2$;而冰川消融峰期(7 月)日径流量最大,为 $9.24 \pm 1.73\ m^3 \cdot s^{-1}$,变率为 $-0.660\ 7$,仅为积雪消融期的6.33%。因此,科其喀尔冰川区 *NGE* 随日径流量的变率遵循:积雪消融期 > 积雪积累期 > 冰川消融前期 > 冰川消融后期 > 冰川消融峰期。对比而言,有大量积雪消融时,*NGE* 随日径流量变率较大,这可能是由于积雪消融过程中,除了雪融水发育和形成径流过程中可以促进冰川区污化物或表碛物中可溶性物质发生交换反应,*NGE* 值降低外,积雪层内淋溶过程中的可溶性物质反应也可以促进

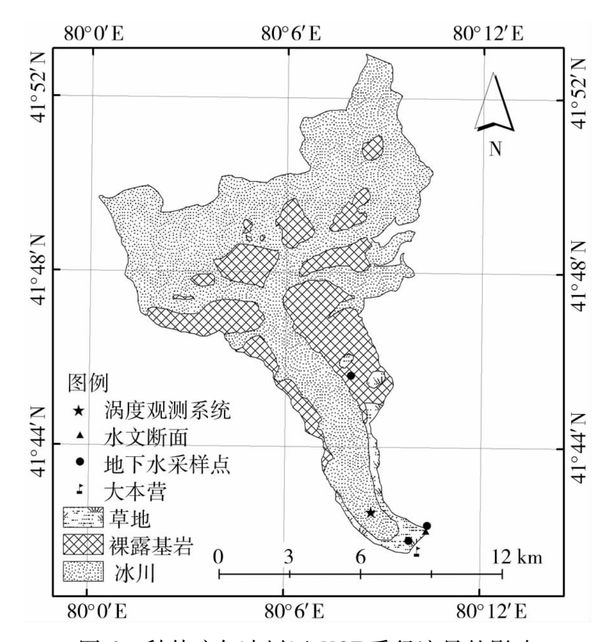


图 6　科其喀尔冰川区 *NGE* 受径流量的影响

Fig. 6　Variations of the *NGE* influenced by daily runoff in different glacier melting periods in Koxkar glacier area

表 1　科其喀尔冰川区 *NGE* 与径流量的回归关系

Tab. 1　Regression equations were found between net glacier-system carbon dioxide exchange and runoff in different snow and ice melting period

月	方程	R^2	编号
4～5 月	$y = -10.437V + 15.92$	0.48	8
6 月	$y = -1.316\ 5V + 0.136\ 7$	0.62	9
7 月	$y = -0.660\ 7V + 3.204\ 5$	0.58	10
8～9 月	$y = -1.212\ 2V + 4.093\ 9$	0.61	11
10～11 月	$y = -3.072\ 1V + 7.473\ 6$	0.70	12

注:*V* 为科其喀尔控制断面径流的日平均流速($m^3 \cdot s^{-1}$)

NGE 值降低;同时,积雪融水因雪体本身的阻尼作用及积雪期冰下及冰内水文通道不发育,较冰川冰融水汇集相对较慢,为可溶性物质充分反应提供较为充足时间,增强了 CO_2 沉降。另一方面,冰川消融前期(6 月)和后期(8～9 月)较冰川消融峰期(7 月)也存在一定比例的积雪消融,其 *NGE* 随日径流量变率较大也这验证了这一点。

深入分析发现,科其喀尔冰川区的径流量相同时,发生在不同时期的 *NGE* 也可能存在较大差异,如当径流量为 $8.9\ m^3 \cdot s^{-1}$ 时,冰川消融后期 *NGE* 约为 $2.71\ g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$,而冰川消融峰期为 $5.35\ g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$(图 6)。这主要是因为科其喀尔冰川区复杂的水体来源及产汇流过程对 *NGE* 的影响具有很多不确定性,主要表现在:(1)冰川区径流来源

不仅限于降水和冰川冰融水，还存在地下水和积雪融水等[19,26]，不同水源中可溶性离子组成差异和不同月份冰雪消融区域改变，尤其是后者区域改变导致有效的可溶性物质组成产生差异，如海拔 3 400 m 附近分布大量海相的陆源碎屑岩和碳酸岩，可以发生如方程(6,8)的化学反应，暂时性地没收大气 CO_2，而海拔 3 700 m 区域表碛物中有黄铁矿的出现，如方程(7)，产生的 H^+ 可抑制大气 CO_2 沉降，导致产汇流过程中因水化学侵蚀不同没收 CO_2 量也可能存在较大差异。(2) 不同月份冰内和冰下水文几何通道的差异性影响，其通道中溶解或存储的 CO_2 量也可能控制可溶性物质化学反应类型和强度[37]，进而影响 *NGE* 的变化。

$$CaAl_2Si_2O_{8(S)}(S)_{Anorthite} + 2CO_{2(aq)} + 2H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^- + H_2Al_2Si_2O_{8(S)weathered} \quad (8)$$

4 结 论

(1) 西天山科其喀尔冰川作用区大气 CO_2 通量平均为 $-2.58\ g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$，值得注意的是冰雪消融基本停滞的冬季，白天短暂的太阳辐射引起积雪层内淋溶过程中水化学反应也可导致少量 CO_2 沉降，说明研究区是一个显著的碳汇。

(2) 冰川消融区 *NGE* 与气温呈显著的负相关关系。强烈的冰雪消融可以促进表碛物或污化面中可溶性物质发生水化学反应，加速大气 CO_2 沉降。而与降水量之间整体关系并不明显，仅降水量 >8.8 mm 时，*NGE* 随降水量增加而减弱，这不仅归因于持续降水引起区域温度降低导致冰雪消融减少，促使区域水化学侵蚀减弱，降水中携带大量溶解的 CO_2 也可参与地表水化学反应而抑制了 CO_2 沉降。

(3) 有大量积雪消融时的 *NGE* 随日径流量变率较大，可能是积雪融水径流的水岩作用促使 CO_2 沉降外，积雪层内淋溶作用的化学反应也可以促进大气 CO_2 沉降，同时，相对冰川消融峰期的不发达水文通道，可延长化学反应时间，也促进了 CO_2 沉降。

(4) 径流量相同时不同时期的 *NGE* 可能存在较大差异，这可能是有效的消融区域改变引起水化学反应类型变化，和冰下水文通道变化引起的水化学反应时间差异所致。

参考文献(References)

[1] KRAWCZYK W E, BARTOSZEWSKI S A. Crustal solute fluxes and transient carbon dioxide drawdown in the Scottbreen Basin, Svalbard in 2002[J]. Journal of Hydrology, 2008, 362: 206-219.

[2] YAO Jimin, ZHAO Lin, DING Yongjian, et al. The surface energy budget and evapotranspiration in the Tanggula region on the Tibetan Plateau[J]. Cold Regions Science and Technology, 2008, 52(3): 326-340.

[3] GU Song, TANG Yanhong, CUI Xiaoyong, et al. Energy exchange between the atmosphere and a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 129: 175-185.

[4] FORTUNIAK K, PAWLAK W, BEDNORZ L, et al. Methane and carbon dioxide fluxes of a temperate mire in Central Europe[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2017, 232: 306-318.

[5] 李小梅，张秋良. 环境因子对兴安落叶松林生态系统 CO_2 通量的影响[J]. 北京林业大学学报，2015, 37(8): 31-39. [LI Xiaomei, ZHANG Qiuliang. Impact of climate factors on CO_2 flux characteristics in a *Larix gmelinii* forest ecosystem[J]. Journal of Beijing Forestry University, 2015, 37(8): 31-39.

[6] MUSARIKA S, ATHERTON C E, GOMERSALL T, et al. Effect of water table management and elevated CO_2 on radish productivity and on CH_4 and CO_2 fluxes from peatlands converted to agriculture[J]. Science of the Total Environment, 2017, 584-585: 665-672.

[7] BERRYMAN E M, FRANK J M, MASSMAN W J, et al. Using a Bayesian framework to account for advection in seven years of snowpack CO_2 fluxes in a mortality-impacted subalpine forest[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2018, 249: 420-433.

[8] 沈永平，刘时银，丁永建，等. 天山南坡台兰河流域冰川物质平衡变化及其对径流的影响[J]. 冰川冻土，2003, 25(2), 124-129. [SHEN Yongping, LIU Shiyin, DING Yongjian, et al. Glacier mass balance change in Tailanhe River Watersheds on the south slope of the Tianshan Mountains and its impact on water resources[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25(2), 124-129.]

[9] BONNEAU L, TOUCANNE S, BAYON G, et al. Glacial erosion dynamics in a small mountainous watershed (Southern French Alps): A source-to-sink approach[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2017, 458: 366-379.

[10] SCHOCH A, BLOTHE J H, HOFFMANN T, et al. Multivariate geostatistical modeling of the spatial sediment distribution in a large scale drainage basin, Upper Rhone, Switzerland[J]. Geomorphology, 2018, 303: 375-392.

[11] NICOLINI G, AUBINET M, FEIGENWINTER C, et al. Impact of CO_2 storage flux sampling uncertainty on net ecosystem exchange measured by eddy covariance[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2018, 248: 228-239.

[12] WOHLFAHRT G, GALVAGNO M. Revisiting the choice of the driving temperature for eddy covariance CO_2 flux partitioning[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2017, 237-238: 135-142.

[13] WHARTON S, MA S, BALDOCCHI D D, et al. Influence of regional nighttime atmospheric regimes on canopy turbulence and gradients at a closed and open forest in mountain-valley terrain[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2017, 237-238: 18-29.

[14] 王春林,周国逸,王旭,等.复杂地形条件下涡度相关法通量测定修正方法分析[J].中国农业气象,2007,28(3):233－240.[WANG Chunlin,ZHOU Guoyi,WANG Xu,et al. Analysis of correction method on eddy flux measurement over complex terrain[J]. Chinese Journal of Agrometeorolog,2007,28(3):233－240.]

[15] SASAKIM,KIM Y W,UCHIDA M,et al. Diffusive summer methane flux from lakes to the atmosphere in the Alaskan arctic zone[J]. Polar Science,2016,10(3):303－311.

[16] HILLER R, MATTHIAS J, EUGSTER W. Eddy-covariance flux measurements in the complex terrain of an Alpine Valley in Switzerland[J]. Boundary-Layer Meteorol,2008,127:449－467.

[17] 张勇,刘时银,丁永建,等.天山南坡科契卡尔巴西冰川物质平衡初步研究[J].冰川冻土,2006,28(4):477－483.[ZHANG Yong,LIU Shiyin,DING Yongjian,et al. Preliminary study of mass balance on the Keqicarbaxi glacier on the south slopes of Tianshan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2006,28(4):477－483.]

[18] 韩海东,刘时银,丁永建,等.科其喀尔巴西冰川的近地层基本气象特征[J].冰川冻土,2008,30(6):967－975.[HAN Haidong,LIU Shiyin,DING Yongjian,et al. Near-surface meteorological characteristics on the Koxkarbaxi glacier,Tianshan[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,2008,30(6):967－975.]

[19] 王建,许君利,张世强,等.天山南坡科其喀尔冰川流域水化学侵蚀及大气 CO_2 沉降量分析[J].环境科学,2010,31(4):903－910.[WANG Jian,XU Junli,ZHANG Shiqiang,et al. Chemical denudation rates and carbon dioxide sink in Koxkar glacierised region at the south slope of Mt. Tianshan,China[J]. Environmental Science,2010,31(4):903－910.]

[20] 中国科学院登山科学考察队.天山托木尔峰地区的地质与古生物[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,1985:1－40.[Scientific Expedition Team on Mountaineering of the Chinese Academy of Sciences. Geology and paleontology in Tumur peak region,Tianshan Mountains[M]. Urumqi: Xinjiang People's Publishing House,1985:1－40.]

[21] 马小红,苏永红,鱼腾飞,等.荒漠河岸胡杨林生态系统涡度相关通量数据处理与质量控制方法研究[J].干旱区地理,2015,38(3):626－635.[MA Xiaohong,SU Yonghong,YU Tengfei,et al. Data processing and quality control of eddy covariance in desert riparian forest[J]. Arid Land Geography,2015,38(3):626－635.]

[22] ZHU Zhilin,SUN Xiaomin,WEN Xuefa,et al. Study on the processing method of nighttime CO_2 eddy covariance flux data in China FLUX[J]. Science in China(Ser. D,Earth Science),2006,49(Supp Ⅱ):36－46.

[23] ANITA C,DOUGLAS A. Diurnal and seasonal patterns in ecosystem CO_2 fluxes and their controls in a temperate grassland[J]. Rangeland Ecol Manage,2010,63:62－71.

[24] 中国科学院登山考察队.托木尔峰地区的天气气候特征[M]//天山托木尔峰地区的冰川与气象.乌鲁木齐:新疆人民出版社,1985:143－224.[Mountaineering and expedition team of Chinese Academy of Sciences. The characters of the weather and the climate on the region of Mt. Tuomuer[M]//Glacial and weather in Mt. Tuomuer district,Tianshan. Urumqi: Xinjiang People's Publishing House,1985:143－224.]

[25] HAN Haidong,WANG Jian,WEI Junfeng,et al. Backwasting rate on debris-covered Koxkar glacier,Tuomuer Mountain,China[J]. Journal of Glaciology,2010,56(196):287－296.

[26] 李晶,刘时银,韩海东,等.天山托木尔峰南坡科其喀尔冰川流域径流模拟[J].气候变化研究进展,2012,8(5):350－356.[LI Jing,LIU Shiyin,HAN Haidong,et al. Evaluation of runoff from Koxkar glacier basin,Tianshan Mountains,China[J]. Progressus Inquisitions de Mutatione Climatis,2012,8(5):350－356.]

[27] 赵亮,徐世晓,伏玉玲,等.积雪对藏北高寒草甸 CO_2 和水汽通量的影响[J].草地学报,2005,13(3):242－247.[ZHAO Liang,XU Shixiao,FU Yuling,et al. Effects of snow cover on CO_2 flux of northern alpine meadow on Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Acta Agrestia Sinica,2005,13(3):242－247.]

[28] RAINS F,STOY P C,WELCH C M,et al. A comparison of methods reveals that enhanced diffusion helps explain cold-season soil CO_2 efflux in a lodgepole pine ecosystem[J]. Cold Regions Science and Technology,2016,121:16－24.

[29] TORTELL P D,LONG M C,PAYNE C D,et al. Spatial distribution of pCO_2, $\Delta O_2/Ar$ and dimethylsulfide (DMS) in polynya waters and the sea ice zone of the Amundsen Sea,Antarctica[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography,2012,71－76:77－93.

[30] ROSANE G,TAVANO V M,MENDES C R,et al. Sea-air CO_2 fluxes and pCO_2 variability in the northern Antarctic Peninsula during three summer periods (2008－2010)[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography,2017,31(1):1－12.

[31] FLEISCHER E, KHASHIMOV I, HOLZEL N, et al. Carbon exchange fluxes over peatlands in western Siberia: Possible feedback between land-use change and climate change[J]. Science of the Total Environment,2016,545－546:424－433.

[32] 张弥,温学发,于贵瑞,等.二氧化碳储存通量对森林生态系统碳收支的影响[J].应用生态学报,2010,21(5):1201－1209.[ZHANG Mi,WEN Xuefa,YU Guirui,et al. Effects of CO_2 storage flux on carbon budget of forest ecosystem[J]. Journal of Applied Ecology,2010,21(5):1201－1209.]

[33] POLL C,MARHAN S,BACK F,et al. Field-scale manipulation of soil temperature and precipitation change soil CO_2 flux in a temperate agricultural ecosystem[J]. Agriculture,Ecosystems & Environment,2013,165:88－97.

[34] 王玉玉,姚济敏,韩海东,等.科其喀尔冰川表碛区空气动力学粗糙度分析[J].高原气象,2014,33(3): 762－768.[WANG Yuyu,YAO Jinmin,HAN Haidong,et al. Analysis of aerodynamic roughness of the debris-covered Keqicar glacier[J]. Plateau Meteorology,2014,33(3):762－768.]

[35] ARRIGA N,RANNIK U,AUBINET M,et al. Experimental validation of footprint models for eddy covariance CO_2 flux measurements above grassland by means of natural and artificial tracers[J]. Agricultural and Forest Meteorology,2017,242:75－84.

[36] AUBINET M, BERBIGIER P, BERNHOFER C, et al. Comparing CO_2 storage and advection conditions at night at different Carbon Euro flux sites[J]. Boundary Layer Meteorology,2005,116: 63－94.

[37] KOCIUBA W. Determination of the bedload transport rate in a small proglacial high arctic stream using direct, semi-continuous measurement[J]. Geomorphology,2017,287:101－115.

Observations and study of the CO_2 flux in the debris of the Koxkar glacier, Tianshan Mts., China

WANG Jian[1], DING Yong-jian[2], XU Min[2], XU Jun-li[1,2]

(1 *School of Urban and Planning, Yancheng Teachers University, Yancheng* 224007, *Jiangsu, China*;

2 *Northwest Institute of Eco-environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000, *Gansu, China*)

Abstract: The hydrolysis of Na, K, Ca feldspar and carbonate in surface runoff consumed a mass of H^+, which would cause atmospheric CO_2 to sink. In the glacier area, the CO_2 flux at the gas-liquid interface was usually analyzed using the method of hydrochemical mass balance. In recent years, the eddy covariance systems have been used to analyze energy balance, CO_2 flux and moisture flux in the areas of complex terrain. In this study, the CO_2 flux was monitored by eddy covariance system in the Koxkar glacier of the Western Tianshan, Xinjiang, China from 2015 to 2017, and the results showed that the CO_2 fluxes were ranged from -17.99 to 3.59 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ with an average of -2.58 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$. The CO_2 flux values were negative in the January (-0.21 $g \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$). It indicated that atmospheric CO_2 sank on the glacier area because of the dissolved CO_2 in the water when the interaction between the water and the rock occurred during precipitation/snow and ice melting. Further analysis suggested that the net glacier exchange (*NGE*) of CO_2 was decreased as the daily temperature increased. There was a significant negative correlation between *NGE* and daily temperature. For precipitation, almost no effect on the *NGE* was found when the precipitation was less than 8.8 mm. However, the daily *NGE* was decreased exponentially with the increase of precipitation when the precipitation was greater than 8.8 mm. The effect of precipitation on CO_2 absorption was mainly reflected in the following two aspects. One was the CO_2 sink at the gas-liquid interface slow down resulting from the weakening of the water chemical erosion caused by the reduction of the ice melting, which caused by continuous heavy rain reducing the temperature. The other was the CO_2 sink at the gas-liquid interface was decreased due to the increasing dissolving CO_2 in the atmosphere because of increasing of the precipitation. Finally, there were significant linear relationships between the *NGE* and the runoff. However, the slopes of linear relationships between the *NGE* and the runoff varied during different periods, which were due to changes in the type of hydrochemical reaction caused by changes of effective ablation area, and changes in hydrochemical reaction time effected by the hydrological channels below the ice.

Key words: CO_2 flux; eddy covariance; runoff; Koxkar glacier